



**Petrografia e Litogeoquímica dos Maciços Massangana, São Carlos e Caritianas Pertencentes aos Granitos mais Jovens da Província Estanífera de Rondônia**

Petrography and Lithochemistry Analyses of Massangana, São Carlos and Caritianas Massifs belonging to Youngest Granites of the Rondonia Tin Province

Beatriz Pereira Debowski<sup>1</sup>; Anderson Costa dos Santos<sup>2</sup>;  
Werlem Holanda dos Santos<sup>2</sup> & Mauro César Geraldés<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Rua São Francisco Xavier, 524, 20550-900, Maracanã, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

<sup>2</sup>Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Departamento de Mineralogia e Petrologia Ígnea, Rua São Francisco Xavier, 524, 20550-900, Maracanã, Rio de Janeiro, RJ, Brasil  
E-mails: biadebowski@hotmail.com; andcostasantos@gmail.com; werlemholanda@hotmail.com; mauro.geraldes@gmail.com

Recebido em: 02/09/2018 Aprovado em: 05/10/2018

DOI: [http://dx.doi.org/10.11137/2018\\_3\\_395\\_412](http://dx.doi.org/10.11137/2018_3_395_412)

## Resumo

A Suíte Intrusiva Rondônia (990 a 998 Ma) é representada por um magmatismo tipo-A rapakivítico que ocorreu no SW do Cráton Amazonas com mineralizações em Sn, Nb, Ta, W e topázio associadas. Este estudo apresenta dados petrográficos e litogeoquímicos dos Maciços Massangana, São Carlos e Caritianas, integrantes da Suíte Intrusiva Rondônia com o objetivo de caracterizar a petrografia e geoquímica destes maciços para melhor compreender sua evolução magmática. As amostras analisadas são granitoides de granulação grossa a muito grossa, por vezes porfíricas. Também ocorrem com frequência microgranitos, intrudidos na forma de diques e enclaves. A mineralogia principal é composta por quartzo, k-feldspato (microclínio e/ou ortoclásio), plagioclásio intersticial, biotita e/ou hornblenda. Como minerais acessórios são descritos principalmente zircão, titanita e minerais opacos, além de fluorita e allanita de forma mais restrita. Quimicamente são classificadas como granitos do tipo-A, metaluminosos a fracamente peraluminosos de ambiente intraplaca e do tipo A2 reduzidos. Apresentam anomalias negativas acentuadas em Ba, Sr e Ti, além de enriquecimento em Rb e Th com relação a Ta e Nb e em Ce e Sm com relação aos demais elementos, características típicas de granitos do tipo-A formados em ambiente anorogênico na fase de estabilização do Cráton Amazonas.

**Palavras-chave:** Suíte Intrusiva Rondônia; Granito Tipo A; A2 reduzido; Província Estanífera de Rondônia; Petrografia; Litogeoquímica

## Abstract

Petrography and lithochemistry characterization of Massangana, São Carlos and Caritianas Massifs belonging to the Younger Granites of the Rondônia Tin Province.

The Rondonian intrusive suite (990-998 Ma) is comprised of rapakivi granites that occur in SW Amazonian Craton, with important mineralizations in Sn, Nb, Ta, W and topaz. This study presents petrographic and lithochemistry characterization of Massangana, São Carlos and Caritianas massifs, members of Rondonian Intrusive Suit. The samples are coarse-grained granitic, sometimes porphyritic. Frequently, fine grain size granite, with similar composition of the coarse granite occurs intruded as dykes and enclaves. Petrographically, the granites are composed of quartz, K-feldspar (microcline and/or orthoclase), interstitial plagioclase, biotite and/or hornblende. As accessory minerals occur zircon, titanite and opaque minerals with restrict occurrences of allanite and fluorite. Chemically they are classified mainly as A-type, ferroan, metaluminous to weakly peraluminous granites, of intraplate environment and A2 reduced type. Exhibiting marked negative anomalies in Ba, Sr and Ti, as well as enrichment in Rb and Th with respect to Ta and Nb and Ce Sm with respect to other elements, typical characteristics of granite type-A formed in anorogenic intracratonic environment and mark a final stage of estabization of Amazonian craton .

**Keywords:** Rondônia Intrusive Suit; A-type Granite; A2 Reduced Type; Petrography, Rondônia Tin Province; Lithochemistry

## 1 Introdução

Suítes de granitos do tipo *rapakivi* são descritas em quase todas as províncias cratônicas do mundo (Ramo & Haapala, 1995; Anderson & Bender, 1989; Dall'Agnol *et al.*, 1999; Bettencourt *et al.*, 1995) e se concentram num período de tempo entre o final do Paleoproterozoico e início do Neoproterozoico durante as formações dos três principais ciclos de formação dos supercontinentes (Larin, 2009). A origem desses granitos ainda é controversa, entretanto, há um consenso de que o ambiente tectônico anorogênico seja preferencial para a formação desses corpos que quimicamente variam de metaluminosos a peraluminosos apresentando elevado conteúdo de ETR leves (Bonin, 2007), além de mineralizações em Sn, Nb, Ta, W, topázio e outros (Bettencourt *et al.*, 1999).

A primeira referência aos granitos anorogênicos da porção sudoeste do Cráton Amazonas se deve à Kloosterman (1967) que denominou de *Younger Granites* diversos corpos com textura *rapakivi* situados na porção central de Rondônia. Posteriormente, Bettencourt *et al.* (1999) propuseram o agrupamento das rochas da Província Estanífera de Rondônia em pelo menos sete suítes intrusivas de granitos *rapakivi*, sendo as três mais jovens portadoras de mineralizações, em que a cassiterita é o principal produto explorado, tendo com subprodutos columbita, tantalita, wolframita, além de minerais com potencial gemológico como topázio e berilo.

Apesar do grande valor econômico, a Província Estanífera de Rondônia carece de estudos que visem o entendimento da evolução petrológica dos maciços graníticos e a relação destes com as mineralizações. Trabalhos anteriores executados na região supracitada sugerem que a Suíte Intrusiva Rondônia é composta pelas intrusões Massangana, Palanqueta, São Carlos, Pedra Branca, Santa Bárbara e Caritianas, que correspondem a corpos de biotita-hornblenda granitos a álcali granitos.

Este trabalho apresenta descrições petrográficas e análises litogeoquímicas dos Maciços Massangana, São Carlos e Caritianas com o objetivo de contribuir com o entendimento da evolução petrológica desses maciços no contexto da Suíte Intrusiva Ron-

dônia (SIR) e também com o objetivo de caracterizar possíveis fontes e processos magmáticos responsáveis pela formação dessas rochas. É importante salientar que não foram coletadas amostras relacionadas diretamente com as zonas mineralizadas (granitos greizenizados, pegmatitos e suas encaixantes) com o objetivo de caracterizar a petrografia e química dos granitos e não das mineralizações. De modo que, podem haver outras variações faciológicas, em especial relacionadas a alterações pós-magmáticas, que não foram amostradas neste estudo. Uma vez estabelecida a associação magmática característica das suítes rapakivíticas presentes no Cráton Amazônico, é possível correlacioná-la com a evolução do cráton em si a partir de uma(s) fase(s) evolucionária(s) inserindo esses granitos, que não apresentam assinaturas típicas de arco, ou de eventos de subducção, no contexto geotectônico regional do SW do Cráton Amazonas.

## 2 Materiais e Métodos

Foram preparadas vinte e cinco lâminas do Maciço Massangana; catorze, do Maciço São Carlos; três, do Caritianas cujas descrições petrográficas foram realizadas em microscópio binocular Zeiss Axioskop 40. A partir da análise petrográfica, vinte e oito amostras foram selecionadas para análise litogeoquímica no ACTLABS - Canadá, sendo vinte e duas do maciço Massangana, sete do São Carlos e três do Caritianas. As etapas de preparação das amostras para obtenção do pó de rocha a uma granulometria adequada para análise química incluíram: corte da amostra na serra para se adquirir o *slab* de rocha fresca; britagem manual com auxílio de marreta e bigorna; e moagem em moinho de bolas de tungstênio.

Os elementos maiores foram analisados por ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry*) e os elementos traços por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Atomic Mass Spectrometry*). As análises químicas foram efetuadas pelo pacote *Alitho* que envolve a análise de elementos maiores e alguns elementos traços por ICP-AES (plasma) após fusão da amostra com metaborato ou tetraborato de lítio e o restante dos elementos traços é analisado por ICP-MS. Três brancos e cinco amos-

tras de controle são analisadas por cada grupo de amostras, e as duplicatas sofrem fusão e são analisadas a cada 15 amostras. O instrumento é recalibrado a cada 40 amostras analisadas.

### 3 Contexto Geológico

Existem duas propostas principais para a formação do Cráton Amazonas conhecidas na comunidade científica como modelos fixista e mobilista. O primeiro modelo, defendido por Almeida *et al.* (1981), Hasui *et al.* (1993) e outros, é baseado em informações geofísicas e estruturais e não levava em consideração dados geocronológicos, considerando apenas eventos colisionais continente-continente ocorridos entre o Arqueano e o Paleoproterozoico. Dados isotópicos e geocronológicos obtidos posteriormente comprovaram a existência de províncias

mais jovens como aquelas localizadas na porção SW do cráton com idades do Mesoproterozoico (Santos *et al.*, 2000).

A segunda proposta baseia-se em dados geocronológicos e de geoquímica isotópica e passou por algumas modificações ao longo dos anos (Cordani *et al.*, 1979, Cordani & Brito Neves, 1982; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari, 1996; Tassinari & Macambira, 1999, 2004; Tassinari *et al.*, 2000). “ Santos *et al.* (2000, 2008) através de estudos geocronológicas U-Pb em zircões (método convencional e SHRIMP), além de dados isotópicos de Rb-Sr em rocha total e Sm-Nd, sugeriram uma nova divisão do Cráton em oito províncias geotectônicas.”

A Figura 1 apresenta as subdivisões do Cráton Amazonas propostas por Tassinari & Macambira (2004) e por Santos *et al.* (2008).

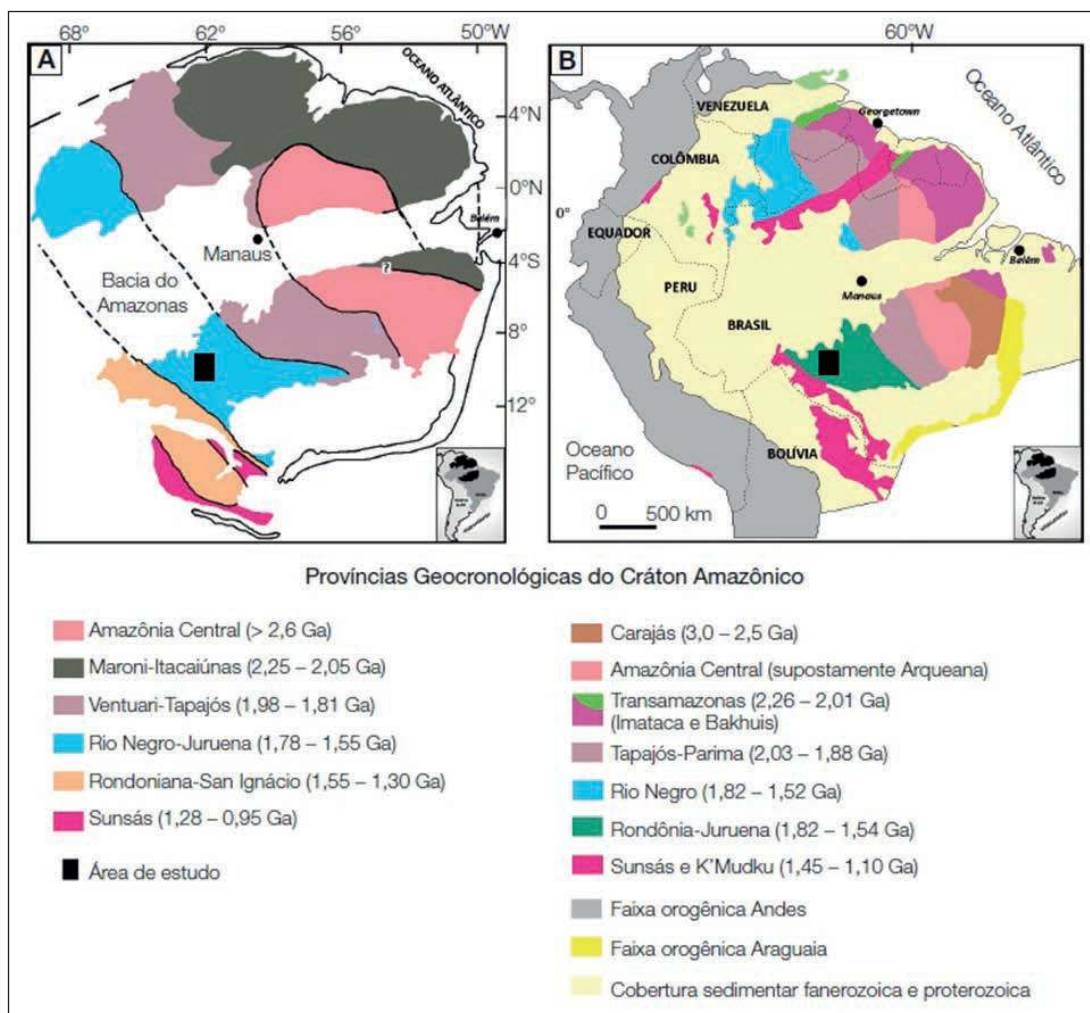


Figura 1 Subdivisões do Cráton Amazonas: Em A de acordo com Tassinari & Macambira (2004). Em B: de acordo com Santos *et al.* (2008). Retângulo preto indica a localização da Província Estanífera de Rondônia.

### 3.1 Geologia da Área de Estudo

A Província Estanífera de Rondônia localiza-se na porção sudoeste do Cráton Amazonas, nas Províncias Geocronológicas Rio Negro – Juruena (1,78-1,55 Ga) de Tassinari & Macambira (1999) e Rondônia – Juruena (1,82-1,52 Ga) de Santos *et al.* (2000) (Figura 1). A Província Rondônia-Juruena é dividida em três unidades tectono-estratigráficas denominadas de Terrenos Roosevelt e Jamari e cinturão Nova Brasilândia, que separa os dois terrenos. O Complexo Jamari, composto pelas rochas metamórficas ortoderivadas do Terreno Jamari, representa boa parte da unidade encaixante dos granitos *rapakivi* que compõem a Província Estanífera de Rondônia.

As rochas do Complexo Jamari ocorrem em faixas e megalentes alternadas em contato por falhas de empurrão frontais e oblíquas que evoluíram para transcorrentes (Rizzotto & Quadros, 2007). Os granitos *rapakivi* de Rondônia intrudiram os litotipos desse complexo em diversos episódios desde 1,60 a 0,97 Ga. Bettencourt *et al.* (1999) propuseram a separação desses episódios em sete suítes intrusivas de granitos *rapakivi*: Suíte Serra da Providência (SSP) (1606-1532 Ma), Suíte Santo Antônio (1406 ± 32 Ma), Suíte Teotônio (1387 ± 16 Ma), Suíte Alto Candeias (1346 ± 5 Ma), Suíte São Lourenço-Caripunas (1309 ± 24 Ma), Suíte Santa Clara (1081 ± 50 Ma) e Suíte Intrusiva Rondônia (SIR) (998 ± 4 Ma).

A Suíte Intrusiva Rondônia, também denominada de *Younger Granites of Rondônia* ou Granitos Rondonianos jovens, é a mais jovem das sete suítes e tem como principais representantes os maciços Massangana, São Carlos, Caritianas, Palanqueta, Santa Bárbara e Pedra Branca, sendo os três primeiros alvos deste estudo (Figura 2). De forma geral, as Suítes Intrusivas apresentam características semelhantes com relação à petrografia e a litogeoquímica. A Suíte Intrusiva Rondônia é representada, principalmente, por sienogranitos e monzogranitos além de álcali-feldspato granitos cuja característica granulométrica varia de grossa a muito grossa e porfírica. A textura *rapakivi* ocorre em quase todas as suítes, porém são mais comuns nas suítes mais velhas (Bettencourt *et al.*, 1999). São granitos subalcalinos metaluminosos a fracamente peraluminosos

com alta concentração de ETRs leves com relação a pesados e apresentam características de granitos do tipo-A. A Suíte Serra da Providência, que também é a encaixante de alguns dos maciços graníticos mais jovens, em especial do maciço Massangana, é única que também apresenta uma associação do tipo AMCG, as demais são caracterizadas essencialmente por rochas graníticas, sieníticas e monzograníticas. Em algumas suítes também são descritos microgranitos e microsienitos e corpos vulcânicos, como riolitos e traquitos.

Datações realizadas por Bettencourt *et al.* (1999) em três maciços pertencentes a Suíte Intrusiva Rondônia, dois subalcalinos (Pedra Branca e São Carlos) e um alcalino (Maciço Massangana) resultaram em idades de: 998 ± 5 Ma para o biotita sienogranito porfírico do maciço Pedra Branca; 995 ± 73 Ma para o biotita-hornblenda álcali-feldspato granito do maciço São Carlos; 974 ± 6 Ma para o piroxênio-anfibólio álcali-feldspato sienito do mesmo maciço e 991 ± 4 Ma para o biotita sienogranito porfírico do maciço Massangana.

O Maciço ou Complexo Massangana, apresenta feições circulares definidas inicialmente como diques anelares (Kloosterman, 1967) e posteriores interpretaram como feições resultantes de como sucessivos episódios magmáticos, denominados de fases magmáticas: Massangana, Bom Jardim, São Domingos e Taboca, exemplificadas na Tabela 1 (Romanini, 1982).

Diques anelares também são descritos no maciço São Carlos, que ainda apresenta estruturas preservadas de colapso de caldeira (Payolla *et al.*, 1998a)

## 4 Resultados

### 4.1 Petrografia

#### 4.1.1 Maciço Massangana

O Maciço Massangana constitui um batólito que se destaca em fotografias aéreas e imagens de satélite por sua forma elipsoidal alongada na direção NE/SW (Sousa *et al.*, 2003). São rochas basicamente graníticas, que afloram em extensos lajedos, ou ocorrem na forma de blocos e matacões que podem chegar a mais de 10 metros de diâmetro. O granitoide do Maciço Massangana apresenta tipos de coloração rosada a amarelada variações faciológicas como exemplificado no mapa litológico abaixo (Figura 3).



Petrografia e Litogeoquímica dos Maciços Massangana, São Carlos e Caritianas Pertencentes aos Granitos mais Jovens da Província Estanífera de Rondônia  
 Beatriz Pereira Debowski; Anderson Costa dos Santos; Werlem Holanda dos Santos & Mauro César Geraldes

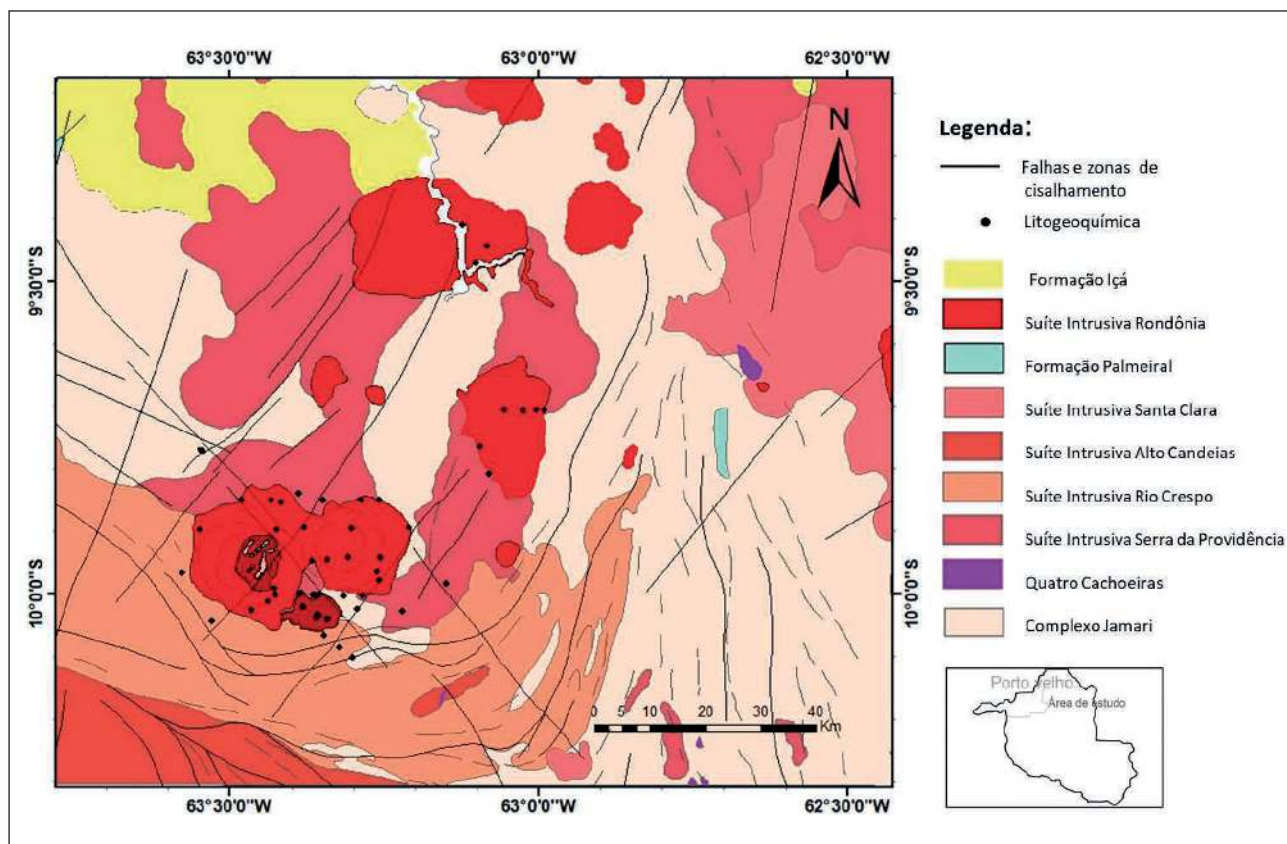


Figura 2 Mapa da distribuição geográfica das principais suítes magmáticas presentes na região de Rondônia com a indicação das amostras coletadas para análise de litogeoquímica.

FASE MAGMÁTICA	DESCRIÇÃO
<i>Massangana</i>	Representa cerca de 80% do complexo com granitos porfíroides a pegmatoides ou de granulação grossa, com microclina e eventualmente ortoclásio.
<i>São Domingos</i>	Descrita como um <i>stock</i> granítico de contornos irregulares, dispostos semi-paralelamente à lineação regional do Complexo Jamari e fazendo contato diminuto com a fase Massangana, onde são frequentes enclaves desta, além de enclaves de migmatitos, gnaisses e anfibolitos. As rochas da fase São Domingos são compostas por granitos granulares de granulação fina a pegmatóide de composição muito semelhante àqueles da fase Massangana.
<i>Bom Jardim</i>	Constitui um <i>stock</i> elipsoidal de contornos irregulares e diâmetro de cerca de 10 Km, intrudida na fase Massangana através de contatos abruptos e interpenetrativos, com grande quantidade de enclaves de rochas da mesma. Apresenta grande variação textural, desde granitos microgranulares a porfíricos, além de diques de microgranito principalmente na parte central do <i>stock</i> .
<i>Taboca</i>	Caracterizada por rochas sieníticas filoneadas, intrudidas nas fases Bom Jardim e São Domingos, sendo que nesta última as relações de campo não foram conclusivas. As variações litológicas incluem principalmente sienito, quartzo-sienito e quartzo-monzonito.

Tabela 1 Descrição das quatro fases magmáticas descritas por Romanini (1982) para o Maciço Massangana, Província Estanífera de Rondônia.

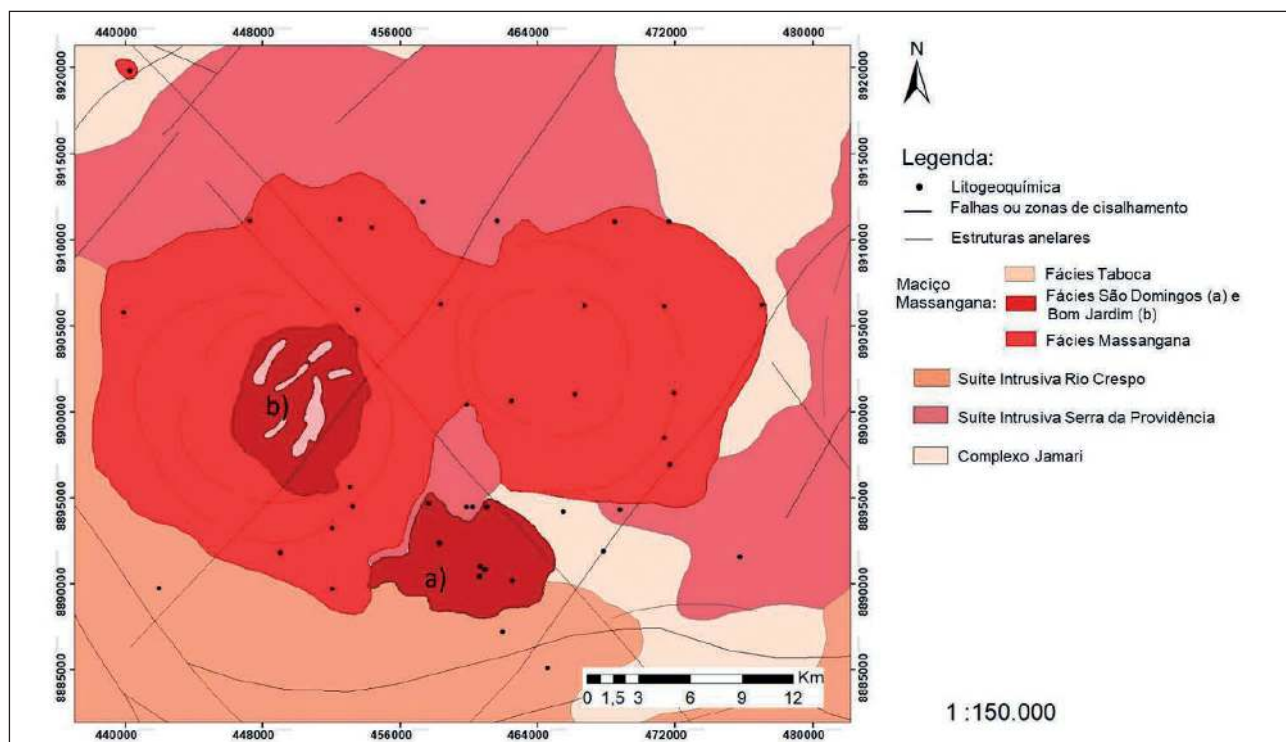


Figura 3 Mapa faciológico do Complexo Massangana modificado de Romanini (1982) com localização dos pontos amostrados neste estudo. As mineralizações são mais intensas na encaixante, evidenciado por forte greisenização. Veios de quartzo com cassiterita, topázio e fluorita são descritos na parte central do *stock* de São Domingos.

A maioria das amostras apresenta granulação grossa a muito grossa, raramente fina e por vezes porfírica ou equigranular média (Figuras 4B e 4D) geralmente de coloração rosada a esbranquiçada por vezes, amarelada (Figura 4A-D). O granito equigranular fino ocorre normalmente na forma de diques, bolsões ou enclaves (Figuras 4A e 4C). Os corpos porfíricos, que por vezes mostram textura rapakivi onde o feldspato alcalino apresenta-se bordado por feldspato sódico, ocorrem em contatos gradacionais, principalmente com as rochas da fácies grossa (Figura 4B). Os granitos apresentam conteúdo mineralógico composto principalmente por feldspato alcalino (45–60%) (ortoclásio e/ou microclínio), quartzo (20–25%), plagioclásio, biotita (8–12%) e/ou hornblenda. É comum a presença de aglomerados de minerais máficos na variação faciológica de grão grosso (Figura 4D).

Os grãos de quartzo são geralmente anédricos e ocorrem em contato com os cristais de feldspato ou em aglomerados intersticiais ou em grandes cristais, (>1 cm de diâmetro), de bordas irregulares. O ortoclásio é o principal feldspato na maioria das amos-

tras, sendo vez ou outra substituído pelo microclínio, como observado em algumas amostras da fase São Domingos. O ortoclásio ocorre na forma de grandes cristais (>1 cm de diâmetro) anédricos a subédricos com textura pertítica a mesopertítica. O microclínio apresenta formato subédrico e tamanho variando entre 0,5 e 1,0 mm, além de textura pertítica e tartan. O plagioclásio é geralmente intersticial e ocorre na forma de pequenas ripas tabulares (Figuras 4E e 4F).

A biotita é o único máfico presente em grande parte das amostras descritas, apresentando coloração bege, marrom ou avermelhada e ocorre como lamelas bem formadas, por vezes com as bordas irregulares. Em algumas amostras é escassa, e apresenta coloração avermelhada com bordas serrilhadas e feições de alteração hidrotermal. É frequente nas biotitas a presença de halos pleocroicos, devido à inclusão de cristais de zircão e allanita, principalmente (Figura 4E).

O anfibólio, quando presente, apresenta formato euédrico (raro) a subédrico (comum) e coloração verde escuro, evidenciando um alto teor de Fe. Em alguns cristais é possível observar clivagem



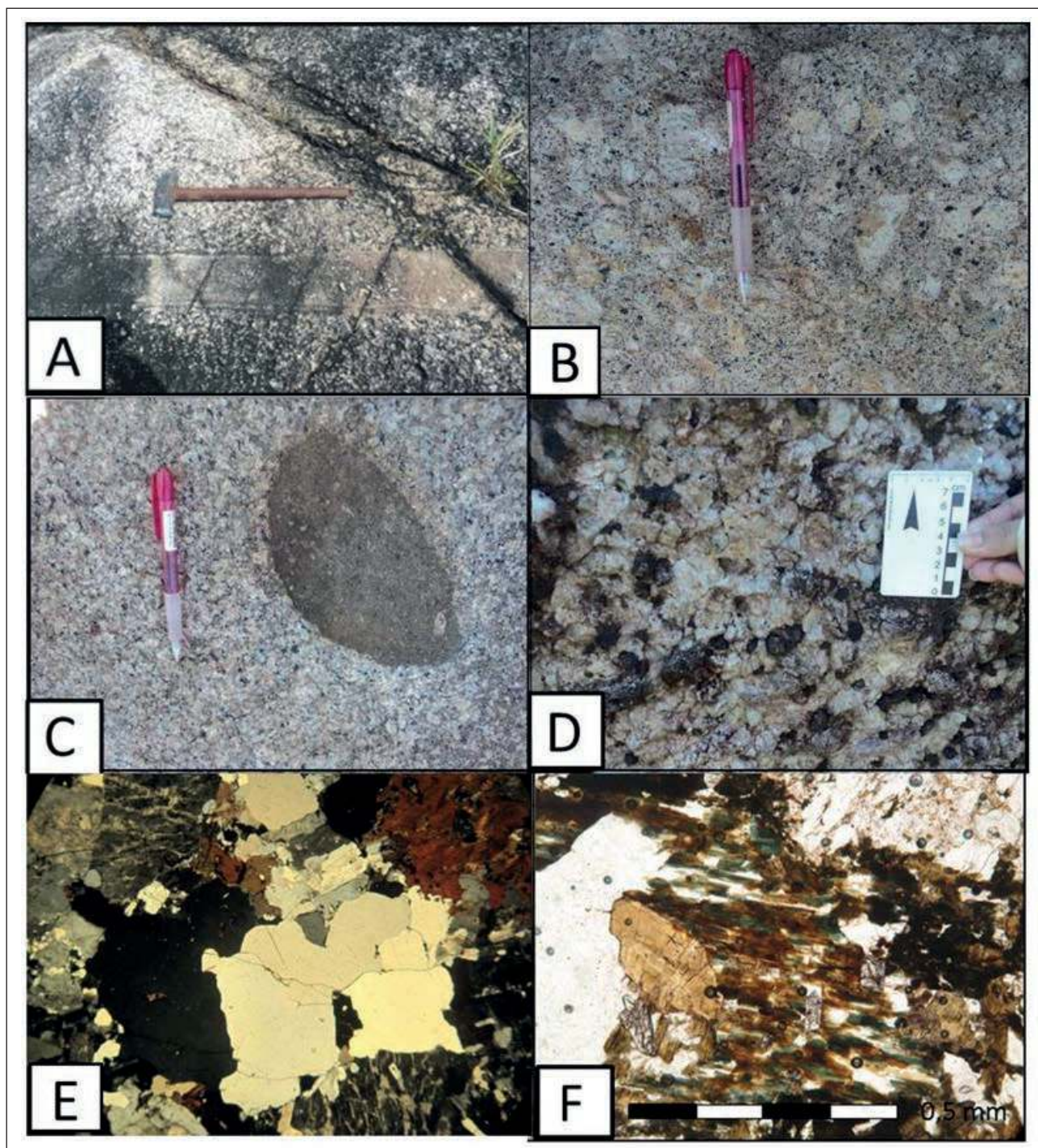


Figura 4 Feições de campo e petrográficas do Maciço Massangana. A: dique de granito fino intrusivo em rocha equigranular grossa. B: rocha porfírica com fenocristais arredondados de K-feldspato. C: autólito de granito de granulação fina com fenocristais de feldspato em granito equigranular médio. D: granito equigranular grossa com aglomerados de minerais máficos. E: fotomicrografia de amostra da fácies equigranular grossa mostrando cristais anédricos de quartzo em contato com ortoclásio perítico e biotita. F: cristal de biotita alterando para clorita com inclusões de zircão, titanita e allanita ( modificado de Debowski, 2016).

característica. A associação da hornblenda com a biotita ocorre geralmente através de contatos interdigitados, o que evidência a cristalização da biotita à custa da hornblenda ou uma cristalização simultânea desses dois minerais (Figuras 4E e 4F). Algumas amostras apresentam apenas a hornblenda como máfico, neste caso ele se apresenta com coloração verde pálido, sendo difícil a observação da clivagem.

Os minerais acessórios mais frequentes são zircão em forma de prismas curtos geralmente fraturados; titanita, de coloração bege e hábito euédrico losangular ou em seção transversal com hábito romboédrico (Figura 4F). Também são descritos opacos, geralmente anédricos, que ocorrem frequentemente próximo ou inclusos na biotita e em algumas amostras observa-se, ainda, epidoto, topázio, fluorita, allanita e apatita. A mineralogia secundária é representada por sericita, que atinge principalmente o plagioclásio podendo ser pervasiva em toda a lâmina, além de clorita como produto de alteração da biotita, e muscovita em menor proporção e óxidos de Fe e Ti (Figuras 4E e 4F).

#### 4.1.2 Maciço São Carlos

O maciço São Carlos é um corpo ovalado de direção NE/SW, apresentando textura inequigranular com granulação média a grossa e cerca de 5 km de extensão, intrusivo em rochas metamórficas do Complexo Jamari. Aflora na forma de blocos e matacões próximo à BR-364, cerca de 15 km a norte da cidade Ariquemes (Figura 5A). As rochas exibem coloração rosada a acinzentada e textura inequigranular grossa a muito grossa e raramente porfirítica (Figura 5C). Os trabalhos de campo e as análises petrográficas das amostras estudadas mostraram que o maciço São Carlos é um corpo homogêneo em termos composicionais, com diferenças apenas no tipo de feldspato alcalino predominante, em alguns o ortoclásio, em outros o microclínio, entretanto alguns autores descrevem a presença de rochas subvulcânicas alcalinas, além de anfíbólio-clinopiroxênio melasienitos (Payolla et al., 1998b), bem como feições de colapso de caldeira nas porções mais centrais do maciço, que não foram amostrados neste estudo.

A mineralogia principal é caracterizada pela presença de feldspato pertítico a mesopertítico, ortoclásio e/ou microclínio (50-55%), quartzo (25-30%), plagioclásio (10-15%) e biotita (3-10%) (Figuras 5B e 5D).

O quartzo ocorre na forma de grãos anédricos com cerca de 0,1 mm de diâmetro. O plagioclásio ocorre geralmente na forma de cristais subédricos tabulares, com as bordas irregulares e tamanhos que variam entre 0,1 a 0,5 mm de comprimento (Figura 5B). Também ocorrem, de forma mais restrita, cristais de plagioclásio anédricos, alguns com intensa sericitização, que se concentram no centro do cristal, formando um núcleo sericítico e com as bordas alteradas para outro feldspato, possivelmente o microclínio, que faz contato com esse cristal (Figura 5B).

A biotita ocorre de duas formas: uma em lamelas curtas isoladas, de coloração bege a avermelhado ou esverdeado, com intensa alteração e percolação de fluido oxidante de coloração alaranjada; outra, em aglomerados com pleocroísmo variando de bege claro a marrom, o que talvez seja evidência de duas gerações de biotita, uma na forma de aglomerados (*clots*) e outra intersticial, que ocorre de forma isolada entre os cristais maiores de feldspatos e quartzo (Figura 5D).

Os minerais acessórios são representados por zircão, titanita e minerais opacos, geralmente inclusos ou em contato com as lamelas de biotita formando com frequência halos pleocroicos (Figura 5D). Os minerais de alteração são representados por sericita que ocorre como produto de alteração do plagioclásio, muscovita e clorita e que se concentram nas bordas e clivagens da biotita.

#### 4.1.3 Maciço Caritianas

As rochas do maciço Caritianas afloram na forma de extensos lajedos, blocos e matacões, próximo à BR-364, principalmente nas proximidades à foz do Rio Jamari (Figura 6A). Segundo Debowski (2016), O Maciço Caritianas apresenta rochas de textura inequigranular média a grossa, leucocrática (Figuras 6C e 6D) e mineralogia principal composta por ortoclásio mesopertítico



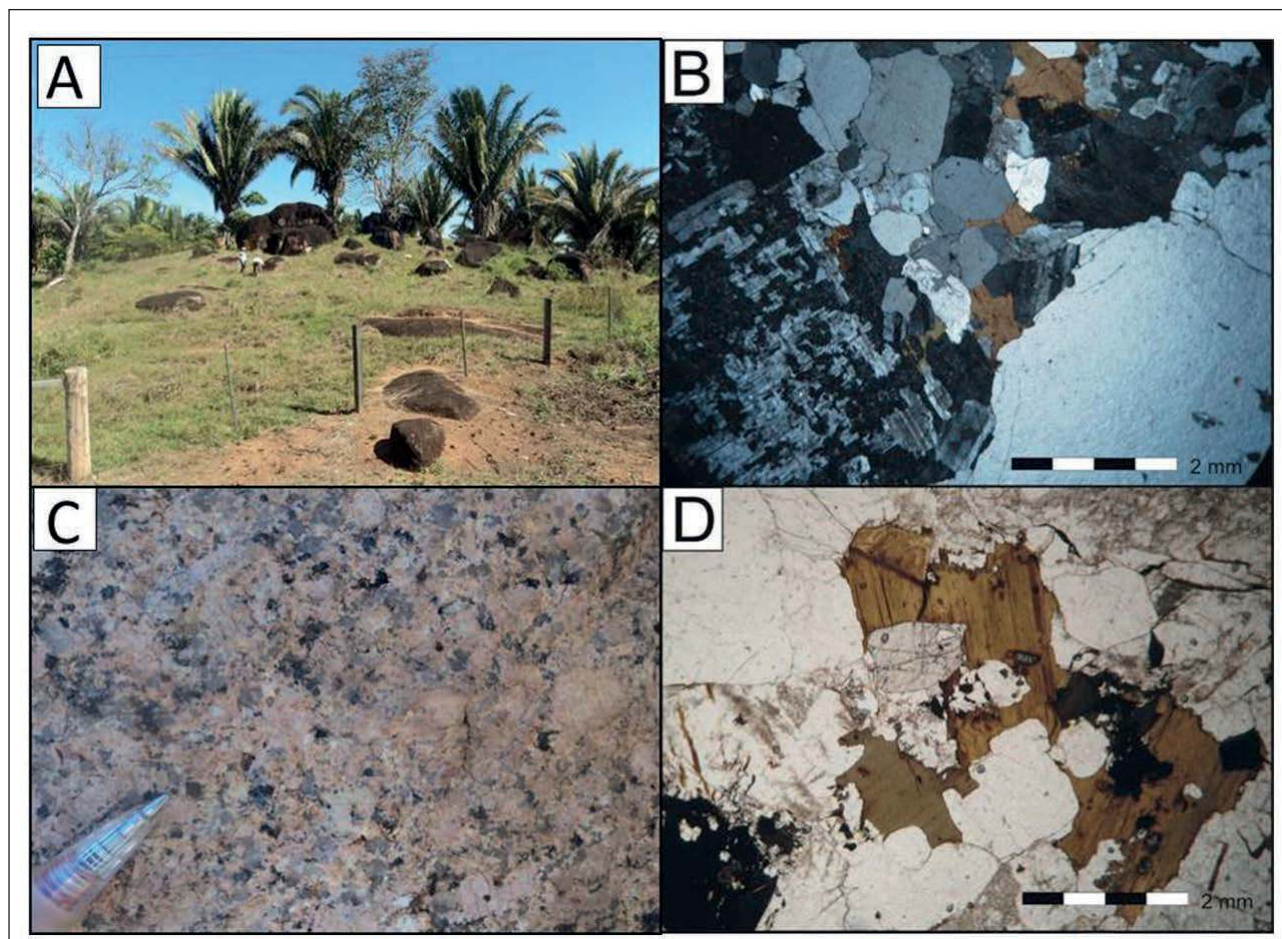


Figura 5 Feições de campo e petrográficas do maciço São Carlos. A: Ocorrência em blocos do maciço São Carlos. B: fotomicrografia em luz polarizada mostrando grande cristal anédrico de quartzo em contato com cristal de K-feldspato com textura mesopertítica e grãos anédricos de quartzo e lamelas intersticiais de biotita. C: feição macroscópica de amostra de mão do maciço São Carlos. D: fotomicrografia em luz natural de lamelas de biotita com contato com feldspatp alcalino e quartzo anédrico e inclusões de fluorita, zircão e minerais opacos (modificado de Debowski, 2016).

(30%), quartzo (25%), plagioclásio (30%) e biotita (6 a 8%) (Figuras 6E e 6F). É comum a presença de autólitos de granito de granulação bem fina com formato arredondado ou alongado nos granitos de granulação mais grossa (Figura 6B).

O ortoclásio ocorre na forma de grandes cristais tabulares subédricos (cerca de 1 mm de comprimento), apresenta as bordas irregulares, geminação simples e intercrescimento pertítico a mesopertítico (Figura 6F). A textura pertítica chega a cobrir cerca de 60% do cristal, evidenciando processo pós-magmático de albitização das amostras desse maciço (Figura 6F). O plagioclásio ocorre com hábito tabular em ripas alongadas, que chega a 0,4 mm de com-

primento, ou em forma de cristais diminutos, geralmente preenchendo os interstícios entre os cristais maiores de ortoclásio e quartzo. Apresentam geminação polissintética, segundo a lei da albita além de geminação simples (Figura 6F).

O quartzo ocorre na forma de grandes cristais arredondados (entre 0,5 e 0,8 mm de diâmetro) em contato com os cristais subédricos de ortoclásio pertítico, ou de forma intersticial, também na forma de grãos arredondados (Figura 6F). A biotita é escassa e ocorre na forma de pequenas lamelas alteradas, apresenta coloração avermelhada e bordas oxidadas ou na forma de aglomerados de coloração bege a verde (Figura 6E). Os minerais acessórios são representados por zircão, titanita e minerais opacos.



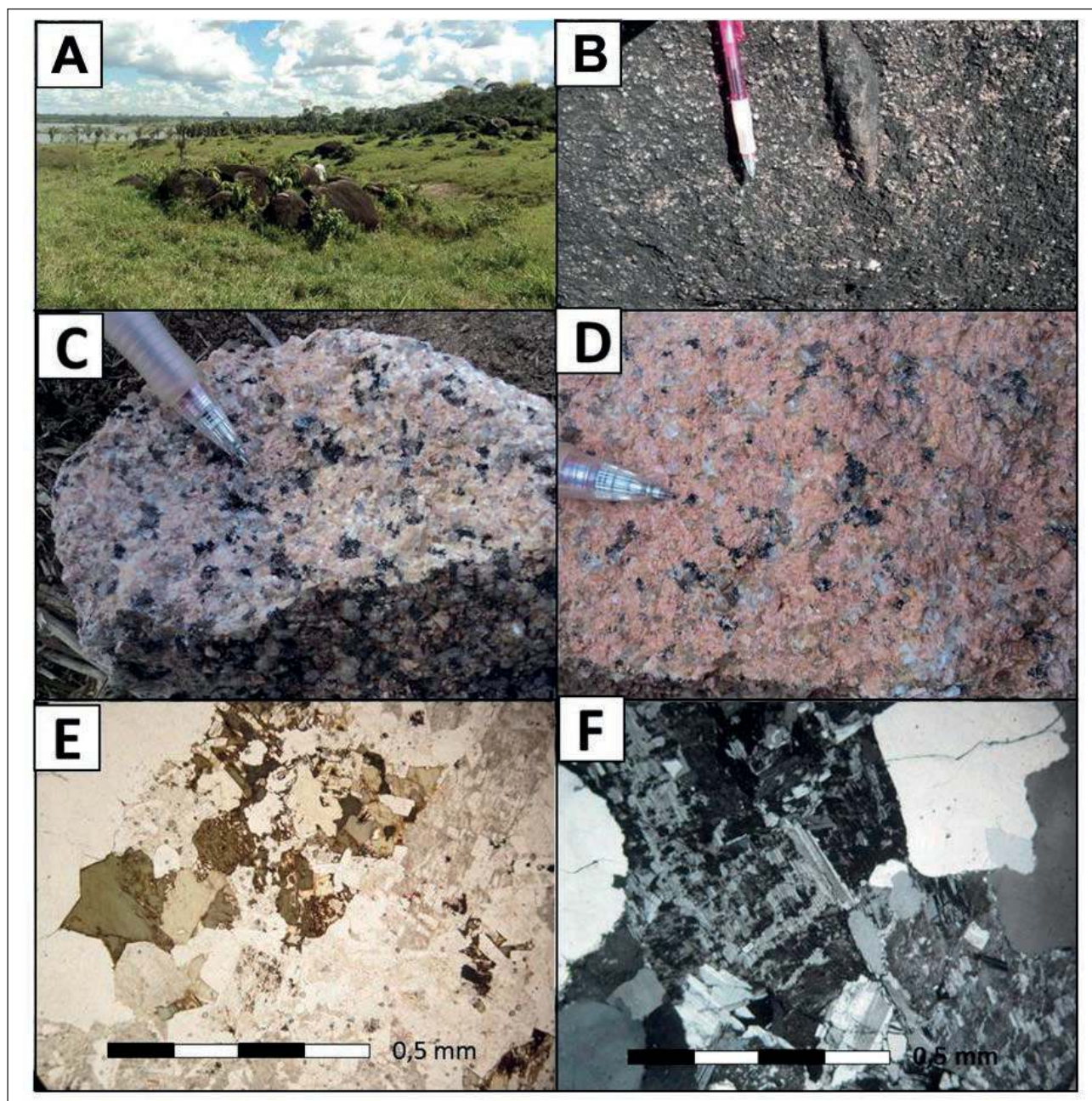


Figura 6 Em A: afloramento em blocos do Maciço Caritianas, localizado na foz do rio Jamari. Em B: aspecto macroscópico do maciço Caritianas mostrando enclave de granito fino intrudido em granito médio do maciço Caritianas; em C e D: aspecto macroscópico de amostras do Maciço Caritianas, mostrando coloração rosada e textura inequigranular média a grossa; em E e F fotomicrografias mostrando lamelas de biotita alterada de coloração bege a esverdeada e feldspato mesopertítico com cristais de quartzo subédrico e plagioclásio intersticial, respectivamente (modificado de Debowski, 2016).

## 4.2 Litogeoquímica

Foram utilizados dados de vinte e três amostras do maciço Massangana, sete amostras do Maciço São Carlos e três amostras do Maciço Caritianas, num total de trinta e três amostras (Debowski, 2016).

As fácies descritas foram separadas de acordo com a granulação das rochas e do tipo de mineral máfico presente (biotita ou biotita e hornblenda). Desse modo, das vinte e três amostras do maciço Massangana, onze pertencem à fácies biotita-hornblenda granito, sendo uma destas porfirítica; sete à fácies

biotita-granito, também com uma amostra porfirítica e cinco à fácies biotita-granito fino a médio. Das sete amostras analisadas do Maciço São Carlos, quatro pertencem à fácies biotita-granito que contém o microclínio como principal feldspato e três pertencem à fácies álcali-granito que contém o ortoclásio; com relação ao Maciço Caritianas, todas as três amostras são pertencentes à fácies biotita-álcali-granito. A Tabela 2 apresenta uma síntese das principais características químicas e faciológicas acima descritas.

Maciço	% Faciológica Versus Maciço Total	Fáceis
Massangana	47,8	biotita-hornblenda granito (porfirítica)
	30,4	biotita-granito (porfirítica)
	21,8	biotita-granito fino a médio
São Carlos	57,1	biotita-granito (microclínio)
	42,9	álcali-granito (ortoclásio)
Caritianas	100	biotita-álcali-granito

Tabela 2 Sumário da distribuição faciológica dos três maciços investigados com sua distribuição em porcentagem.

Os diagramas de variação de sílica *versus* elementos maiores para as amostras deste estudo indicam que o aumento no teor de SiO<sub>2</sub> está associado a um decréscimo nos teores de CaO (2,5-0,05 wt.%), MnO (0,08-0,01 wt.%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (17-11,5 wt.%), K<sub>2</sub>O (7,0-4,0 wt.%), TiO<sub>2</sub> (0,5-0,03 wt.%), FeO<sub>T</sub> (8,0-0,8 wt.%) e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,14-0,01 wt.%) (Figura 7). Os granitoides analisados apresentam ampla variação nos teores de SiO<sub>2</sub> (66-78 wt. %); sendo as amostras do Maciço Massangana as que apresentaram a maior variação, entre 65,5 e 76,8 wt.%. As amostras do maciço São Carlos com teores de SiO<sub>2</sub> entre 72-76 wt.%, podem ser classificadas como intermediárias a ácidas e as amostras do maciço Caritianas apresentam alto conteúdo de sílica, entre 75 e 77 wt.%, sendo classificadas ácidas. A razão K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O varia entre 1,4 e 2%.

Os diagramas de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e K<sub>2</sub>O mostram a presença de possíveis *gaps* composicionais entre as fácies biotita-granito e biotita-hornblenda-granito do Maciço Massangana ou a ausência de amostragem

representativa dessas fácies (Figura 7). Com relação aos elementos menores, Ba, Sr e Zr mostram correlação negativa com a SiO<sub>2</sub>, enquanto os elementos Rb, W e Ce mostram correlação positiva com a sílica (Figura 8). No diagrama de classificação de rochas plutônicas (Figura 9), as amostras estudadas concentram-se no campo de granito (O'Connor, 1965; Middlemost, 1985; De la Roche *et al.*, 1980), sendo algumas das amostras analisadas para o Maciço Massangana são classificadas como quartzo-monzonito e como sienito (Middlemost, 1985; De la Roche *et al.*, 1980).

Nos diagramas de discriminação de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984; Figura 9A) e

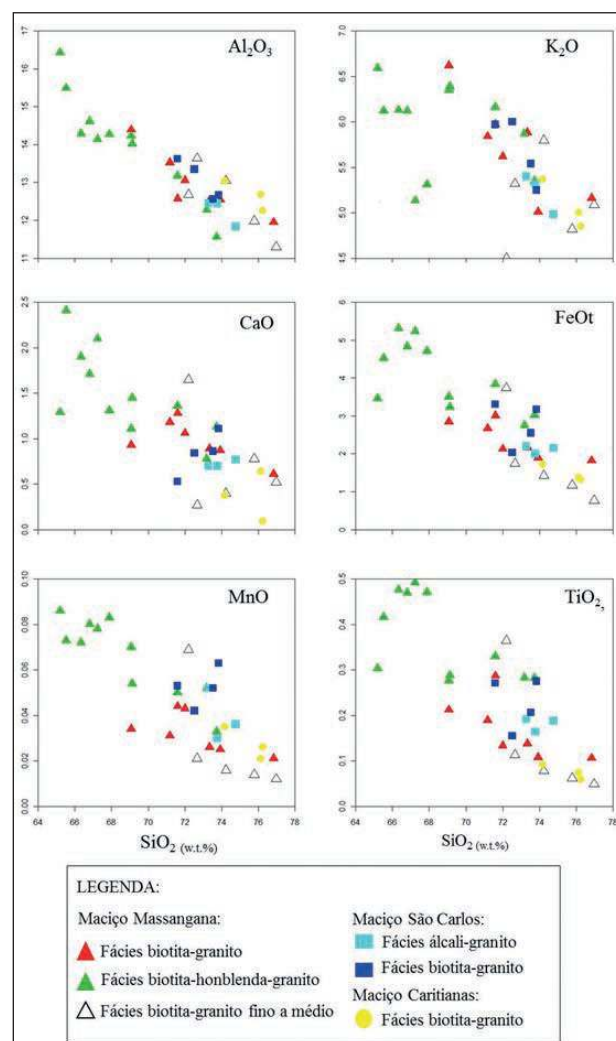


Figura 7 Diagramas de variação de elementos maiores em % de óxido *versus* SiO<sub>2</sub> mostrando correlações negativas dos óxidos Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO<sub>T</sub>, CaO e TiO<sub>2</sub> com SiO<sub>2</sub>.



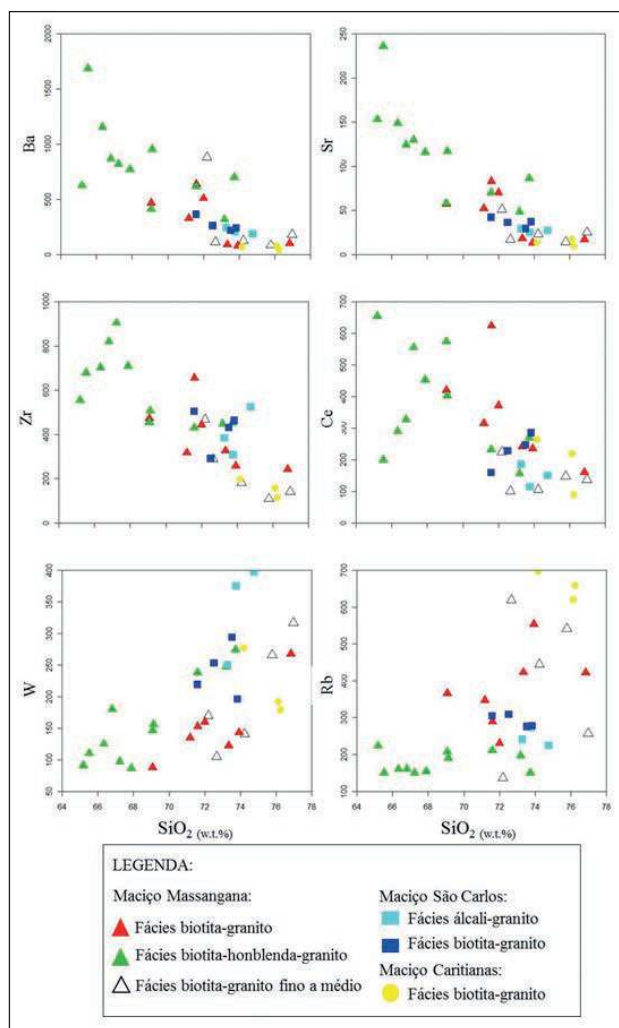


Figura 8 Diagramas de variação de  $\text{SiO}_2$  versus elementos menores (ppm) mostrando correlação negativa do  $\text{SiO}_2$  com Ba, Sr, Zr e Ce e positiva com W e Rb.

no diagrama multicatiônico R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985; Figura 9B) as amostras deste estudo concentraram-se no campo de ambiente intraplaca e nos campos de magmatismos de estágio final de orogenia e anorogênicos. Nos diagramas de Whalen *et al.* (1987), que diferenciam granitos do tipo-A de granitos do tipo-I e S e de granitos fracionados e comuns, as amostras deste estudo plotam exclusivamente no campo de granitos do tipo-A (Figura 9C).

Nos diagramas de Frost *et al.* (2001; Figura 10), os granitoides analisados foram classificados como do tipo ferroso. No diagrama MALI ( $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ ; Figura 19), as rochas

dos Maciços Massangana, São Carlos e Caritianas, mostram grande espalhamento (Figura 10), sendo classificadas principalmente como álcali-cálcicas e alcalinas, com algumas poucas amostras plotando no campo de cálcio-alcalino. Esse espalhamento geralmente ocorre em granitos do tipo-A, pois os valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  que geralmente funciona como um fator determinante não é levado em consideração nesse diagrama (Dall'Agnol & Oliveira, 2007). Com relação ao índice de saturação em alumina ( $A/NK$  versus ASI), os granitoides foram classificados como meta-luminosos a fracamente peraluminosos (Figura 10).

## 5 Discussões

Dall'Agnol & Oliveira (2007) descrevem a ocorrência de granitos do tipo-A cálcio-alcalinos na Província de Carajás apesar deste caráter em granitos tipo-A ser raro. Esses autores fizeram uma comparação dos granitos da Província de Carajás no Cráton Amazonas com granitos do tipo-A clássicos, como aqueles das Províncias Laurentia-Báltica e Lachlan Fold Belt, além de granitos cálcio-alcalinos e séries de granitos do tipo-I orogênicos para definir os campos de cada tipo de granito, modificando alguns diagramas de Frost *et al.* (2001), definindo, assim, campos para granitos do tipo-A reduzidos e oxidados e granitos cálcio-alcalinos. Nesses diagramas as amostras dos Maciços Massangana, São Carlos e Caritianas plotam, majoritariamente, nos campos de granitos do tipo-A reduzidos.

Romanini (1982) já havia sugerido que o Maciço Massangana, o mais complexo de todos deste estudo, seria formado por sucessivos pulsos magmáticos, possivelmente relacionados a diferentes fontes. As características químicas aqui apresentadas indicam que a formação do Maciço Massangana foi predominantemente a partir de uma fonte crustal, com contribuição restrita de fontes mantélicas. O Maciço São Carlos, com os dados mais homogêneos desse estudo, parece ter se formado apenas a partir de fontes crustais. Já o Maciço Caritianas, classificado com do tipo A1 (Eby, 1992) e com características de magmas mantélicos (alto Ta e Nb), teve, principalmente, origem a partir de fontes juvenis com menor contribuição da crosta do que nos demais maciços dessa Suíte.

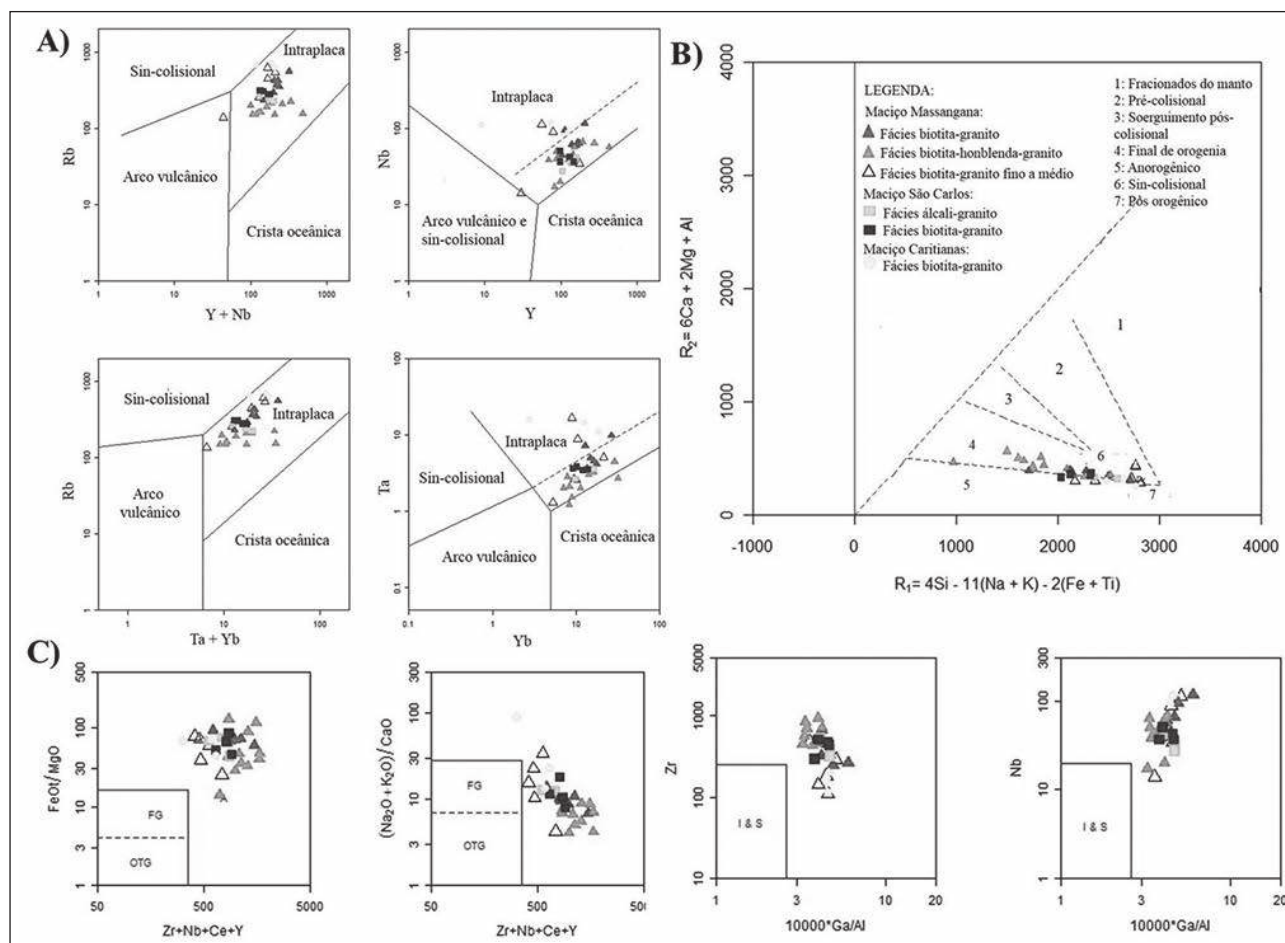


Figura 9 (A) Diagramas de discriminação de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984), (B) R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985) e de (C) Whalen *et al.* (1987) aplicados às rochas dos Maciços Massangana São Carlos e Caritianas.

Segundo Debowski (2016), através da análise de diagramas multielementares normalizados para o ORG de Pearce *et al.* (1984), as amostras de todos os maciços aqui apresentados mostram anomalias negativas acentuadas em Ba, elemento que constitui a estrutura de álcali feldspatos e de certa maneira da biotita e por fim, em anfibólios. Também é observado enriquecimento em Rb e Th com relação a Ta e Nb, e em Ce e Sm com relação aos demais elementos, situação que ocorre em praticamente todas as amostras dos maciços estudados e que, segundo Pearce *et al.* (1984), podem indicar maior contribuição de fontes crustais. Os diagramas do maciço Caritianas e de algumas amostras das fácies fina a média do maciço Massangana fogem um pouco desse padrão no que diz respeito às concentrações de Nb e Ta, que são maiores nessas amostras do que nas demais amostras

deste estudo e do que em granitos do tipo-A. Altas concentrações desses elementos podem indicar envolvimento de fontes mantélicas. Entretanto, o alto teor de Rb (em torno de 550 ppm) se contrapõe a essa interpretação, indicando envolvimento predominante de material crustal (Pearce *et al.*, 1984).

A correlação negativa da sílica com a maioria dos óxidos por meio de *trends* lineares mostra que esses elementos entraram na composição química de minerais como titanita e possivelmente ilmenita nas fases mais evoluídas, bem como K e Ca devem ter entrado na composição dos feldspatos, sendo subtraídos do líquido provavelmente por processos que envolvam cristalização fracionada de minerais de Fe e Ti como titanita e possivelmente ilmenita nas fácies mais evoluídas além de minerais principais de rocha

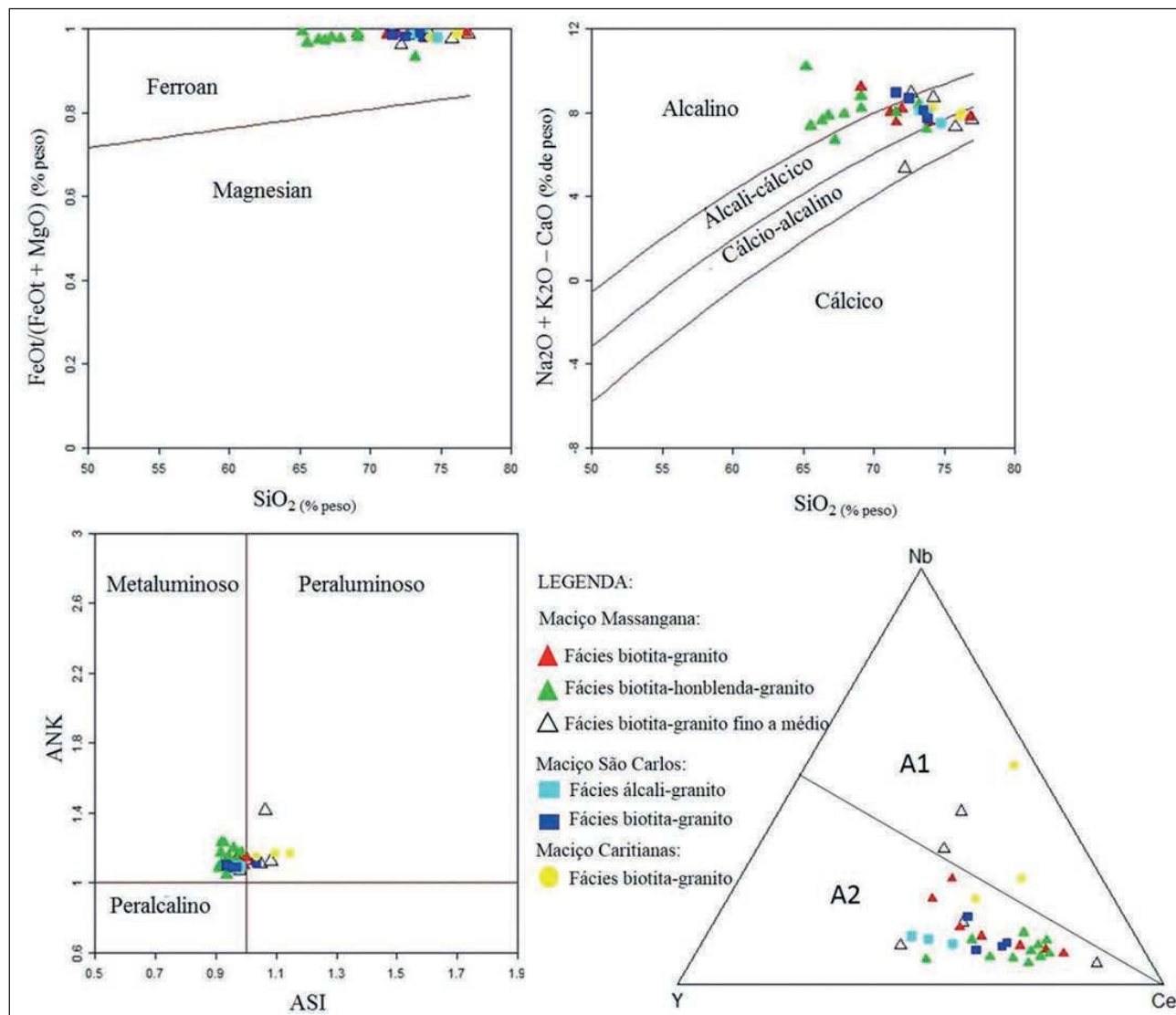


Figura 10 Diagrama de classificação química de granitos segundo Frost *et al.* (2001) e diagrama ternário Y-Nb-Ce de Eby (1992) para os granitoides dos maciços Massangana, São Carlos e Caritianas. A<sub>1</sub>: granitoides tipo-A associados a *hotspots*, plumas e zonas de rifte continental em ambientes anorogênicos; A<sub>2</sub>: granitoides tipo-A associados a ambientes pós-colisionais e granitos anorogênicos.

como feldspato, anfibólio além de minerais secundários como clorita e acessórios (Figuras 7).

Com relação aos elementos menores (Ba, Sr e Zr) a correlação negativa com a  $SiO_2$  indica que elementos como Fe e Ti entraram em fases minerais primárias como nos feldspatos, biotita e zircão, respectivamente. A figura 8 indica correlação positiva de elementos como Rb, W e Ce evidenciando uma entrada tardia de Rb no sistema que entra na composição das biotitas e feldspatos. A correlação positiva de W e Ce mostra que esses elementos pos-

sivelmente se concentraram nos líquidos residuais e entraram na composição de minerais como allanita e possivelmente wolframita  $(Fe,Mn)WO_4$ , e monazita  $(Ce,La,Nd,Th)PO_4$ , minerais descritos em depósitos da região. As razões La/Yb e Gd/Yb, mostram ampla variação para a primeira (3,06-30,8) e moderada para a segunda (0,70-3,22), e se relacionam com  $SiO_2$  negativamente, evidenciando fracionamento de  $ETR_L$  durante a cristalização em relação aos  $ETR_H$ .

Segundo Debowski (2016), a análise dos diagramas normalizados para o Condrito de Thompson



(1982) indicam anomalias negativas acentuadas de Ba, Sr e Ti, comum em granitos do tipo-A, são observadas em todos os maciços, confirmando o que foi observado nas lâminas petrográficas. A autora ainda definiu, baseada no estudo dos diagramas de ETR normalizados para o condrito de Boynton (1984), que todas as amostras dos maciços aqui estudados mostram anomalia negativa em Eu [(Eu/Eu\*)<sub>N</sub>] cujos valores são: 0,12 e 0,60 para as amostras do Maciço Massangana, entre 0,15 e 0,24 para o Maciço São Carlos e 0,10 a 0,24 para o Maciço Caritianas. O Maciço Massangana mostrou a maior variação nos valores de [(Eu/Eu\*)<sub>N</sub>], sendo as amostras da fácies biotita-hornblenda granito as que apresentam valores mais negativos para esse parâmetro, evidenciando que o fracionamento de plagioclásio foi mais intenso nessas rochas. Também é possível observar um enriquecimento leve a moderado em ETRs leves nas amostras de todos os maciços, novamente mais intenso nas amostras da fácies biotita-hornblenda-granito do que nas demais, o que pode estar associado a ocorrência de hornblenda nessas amostras, mineral que retém ETRs leves e médios, sendo estes os mais compatíveis. O enriquecimento em ETRs leves com relação aos pesados e o alto teor de Zr, Ga, Nb, Y, Ce e ETR (exceto Eu) são características de granitos do tipo-A (Whalen *et al.*, 1987).

Com base na distribuição de elementos traços, através do diagrama ternário Y-Nb-Ce, Eby (1992) sugeriu dois campos, A1 e A2, para diferenciar granitos do tipo-A, conforme o ambiente tectônico de geração destes. As rochas deste estudo plotam preferencialmente no campo A2, assim como os granitos da Laurentia (Anderson & Bender, 1989), os granitos *rapakivi* de Fennoscandian e os granitos do tipo-A de Lachlan (Figura 9). Entretanto, duas amostras do Maciço Caritianas e duas do Maciço Massangana, pertencentes à fácies biotita-granito fino a médio, plotam no campo de granitos do tipo A1, indicando que pode haver heterogeneidade na geração dos granitos da Suíte Intrusiva Rondônia.

Com relação ao índice de alumina representado na figura 10 (diagrama A/NK *versus* ASI), este parâmetro indica que as rochas desse estudo são metaluminosas a fracamente peraluminosas, e mostra que o alumínio em excesso que não entra na composição

dos feldspatos pode entrar em outras fases minerais como na biotita, quando as rochas são fracamente peraluminosas, ou na composição de muscovita, cordierita, granadas ou polimorfos de Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>, quando são altamente peraluminosas (Frost & Frost, 2010).

No caso das amostras analisadas, é provável que o alumínio tenha entrado na composição da biotita, pois representa o principal mineral máfico. O caráter peraluminoso, pode estar associado a uma maior assimilação de crosta fêlsica desses granitoides do que daqueles classificados como metaluminosos.

## 6 Conclusões

As análises petrográficas dos maciços Massangana, São Carlos e Caritianas mostram similaridades entre si com variações texturais, no conteúdo de minerais máficos e no tipo de feldspato alcalino predominante. O maciço Massangana apresenta duas fácies muito semelhantes, caracterizadas pela presença principalmente de rochas de granulação grossa a muito grossa e por vezes porfirítica. A distinção das fácies consistiu na presença de hornblenda em uma delas. Os granitos de granulação fina a média apresentam pouca variação petrográfica com relação aos granitos de granulação grossa, entretanto é notável a maior concentração de plagioclásio naqueles do que nestes.

As amostras estudadas do Maciço São Carlos não apresentaram grande variação petrográfica, a granulação varia de grossa a muito grossa e a distinção das fácies consistiu na presença de biotita em maior quantidade em algumas amostras e no feldspato predominante, que na fácies álcali-granito foi o ortoclásio e, na fácies biotita-granito, foi o microclínio. O Maciço Caritianas apresenta apenas a biotita como mineral máfico e textura inequigranular média a grossa podendo ser comparado à fácies álcali-granito do Maciço São Carlos.

A distribuição das litofácies no Maciço Massangana, o mais complexo de todos, é difícil de ser determinada, pois boa parte da porção centro-oeste do maciço não foi amostrada, áreas estas correspondentes às fases magmáticas Bom Jardim e Taboca,

delimitadas por Romanini (1982). Entretanto, é possível verificar que os biotita-granitos ocorrem preferencialmente nas bordas do maciço, enquanto que os biotita-hornblenda-granitos ocorrem nas porções mais centrais. As amostras que correspondem à fase São Domingos de Romanini (1982), são predominantemente biotita-granitos e os tipos de granulação fina a média ocorrem geralmente intrudidos nas fácies grossa. A ocorrência de autólitos e diques de microgranito pode ser uma evidência de mistura magmática (Chappell, 1996).

Com relação à litogeoquímica, o maciço Massangana mostra ampla variação no conteúdo de (65,2-76,5%) e os demais maciços, São Carlos (71,6-74,7%) e Caritianas (74,1-76,2%) maior homogeneidade. Os valores da razão  $K_2O/NaO_2$  variam entre 1,36 e 2,10. No diagrama ternário de O'Connor (1965) as amostras deste estudo são classificadas com granitos *sensu stricto* e nos diagramas de classificação de Middlemost (1985) e R1-R2 (De la Roche *et al.* 1980), plotam nos campos entre granito e álcali-granito, com algumas exceções no campo de quartzo-monzonitos.

As análises dos diagramas bivariantes de elementos maiores *versus*  $SiO_2$  mostraram *gaps* composicionais em alguns e inflexões em outros (Figuras 6 e 7) que podem estar relacionados à mistura magmática ou a cristalização fracionada com mudança na assembleia fracionante ou fusão parcial, respectivamente.

Com relação aos elementos menores, foi observada correlação negativa do  $SiO_2$  com Ba, Sr, Zr e Ce e positiva com Rb, Pb, Nb e Sn mostrando que os primeiros devem ter entrado em fases minerais primárias e acessórios e os últimos devem ter se concentrado no líquido residual. A diminuição no teor de alumina com o aumento de  $SiO_2$  indica a cristalização de minerais ricos em alumínio, provavelmente os feldspatos. Os maciços estudados também apresentam características de granitos do tipo-A, com alto teor de Zr, Ga, Nb, Y, Ce e ETR (exceto Eu -Whalen *et al.*, 1987), com anomalias negativas em Eu em todas as amostras evidenciando a ocorrência de processos de fracionamento de plagioclásio na evolução dessas rochas em quantidades variáveis no

maciço Massangana, e em quantidades mais homogêneas nos maciços São Carlos e Caritianas.

Nos diagramas normalizados para o condrito, anomalias negativas acentuadas de Ba, Sr e Ti, comum em granitos do tipo-A, são observadas em todos os maciços, indicando que esses elementos entraram na cristalização de minerais como titanita, e feldspatos que se cristalizaram precocemente, a partir de processos de fusão parcial associado a cristalização fracionada. A cristalização precoce de titanita é evidenciada pelas feições eudrais desses minerais observada na petrografia. Características como anomalias negativas em Ba, enriquecimento em Rb e Th com relação a Ta e Nb, e em Ce e Sm com relação aos demais elementos, feição que ocorre em praticamente todas as amostras dos maciços estudados indicam, segundo Pearce *et al.* (1984), o envolvimento predominante da crosta na fonte desses granitos.

Nos Diagramas de discriminação de ambiente tectônico, as amostras plotam nos campos de granitos intraplaca (Pearce *et al.*, 1984), do tipo-A (Whalen *et al.*, 1987) e, preferencialmente no campo de granitos do tipo A2 (Eby, 1992). Segundo Eby (1992), granitos do tipo A2 são derivados de litosfera subcontinental ou crosta inferior, gerados em ambiente pós-orogênico/anorogênicos. Duas amostras do Maciço Caritianas e duas amostras do granito fino a médio do maciço Massangana plotam no campo delimitado para granitos do tipo A1, que segundo Eby (1992) representa granitos formados por diferenciação de magmas basálticos de fonte do tipo OIB (basaltos de ilhas oceânicas), associados a *hotspots*, plumas ou zonas de riftes continentais.

No diagrama de discriminação tectônica de Frost *et al.* (2001), os granitoides analisados foram classificados, como do tipo ferroso e álcali-cálcicos, com algumas amostras, principalmente da fácies biotita-hornblenda-granito, plotando no campo de alcalino e outras poucas, que incluem amostras de todos os maciços, no campo de cálcio-alcálico. Com relação à aluminosidade (ASI *versus* A/NK), os granitoides foram classificados como metaluminosos a fracamente peraluminosos, este último representado por todas as amostras do Maciço Caritianas, uma do São Carlos e duas da fácies BGFM do Maciço Massangana.

Segundo Frost & Frost (2010), granitoides do tipo ferrosos alcalinos e álcali-cálcicos são geralmente formados pela fusão de rochas basálticas, enquanto granitoides ferrosos cálcio-alcalinos são geralmente formados por fusão crustal ou que tenha incorporado grandes quantidades da crosta. Com relação as rochas dos maciços estudados, a ocorrência tanto de tipos alcalinos e álcali-cálcicos bem como de cálcio-alcalinos pode indicar que duas ou mais fontes estejam envolvidas na formação dessas rochas. Frost & Frost (2010) propuseram três origens principais para a formação de granitos do tipo ferroso: (i) a partir de fusão parcial de uma crosta quartzo-feldspática, (ii) a partir de diferenciação de magmas basálticos, ou (iii) a partir de uma combinação desses dois processos.

Nos diagramas que diferenciam granitos do tipo-A de granitos cálcio-alcalinos e granitos do tipo-A oxidados de reduzidos (Dall'Agnol & Oliveira, 2007; Frost *et al.*, 2001), as rochas estudadas concentram-se nos campos de granitos do tipo-A reduzidos que são relacionados a fontes ígneas quartzo-feldspáticas (Anderson & Morrison, 2005), com provável incorporação de componentes metassedimentares (Dall'Agnol *et al.*, 2005), ou, ainda, por diferenciação de fontes toleíticas associada ou não à fusão de crosta inferior (Frost & Frost, 1997).

Os valores de rocha total de  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ , entre 0,93 e 0,99, confirmam a classificação desses granitoides como reduzidos ou da série-ilmenita que, segundo Anderson & Morrison (2005), geralmente apresentam valores de  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ ,  $> 0,88$ .

De acordo com Frost & Frost (1997), uma das características que diferenciam granitos *rapakivi* reduzidos é seu alto conteúdo de  $\text{K}_2\text{O}$  ( $>5\%$ ) e altas razões de  $\text{K}/\text{Na}$  ( $>1$ ) pois a geração de melt a partir da fusão parcial de basaltos toleíticos pré-existentes e seus diferenciados seria apropriada para a geração de granitos do tipo-A reduzidos, pois as rochas toleíticas apresentam baixos  $f_{\text{O}_2}$  e  $f_{\text{H}_2\text{O}}$  e enriquecimento em Fe, característico destes tipos de granitos.

As amostras da Suíte Intrusiva Rondônia apresentam valores de  $\text{K}_2\text{O}$  entre 4,5 e 6,7 em % de peso e valores de  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$  entre 0,93 e 0,99, concordantes com granitos formados em ambientes reduzidos por extrema diferenciação ou por graus incipientes de fusão parcial. Entretanto, apenas esse

mecanismo não seria suficiente para gerar a grande quantidade de rochas graníticas da região.

Forst & Frost (1997) também sugerem que esse fundido toleítico poderia interagir com a crosta inferior e que o grau de interação com essa crosta definiria o volume de rochas graníticas formadas. A fusão de uma grande quantidade de crosta félsica resultaria na formação de um grande volume de rochas graníticas, tal como ocorrem em Rondônia.

As rochas estudadas apontam para um maior envolvimento da crosta na formação desses granitos através de processos de fusão parcial, dados estes evidenciados por análise isotópica de Lu-Hf em zircões (comunicação verbal, dados não publicados). Algumas evidências, como os *gaps* nos diagramas bivariantes, ocorrência de *clots* de minerais máficos, além da ocorrência de enclaves e diques de granitos microgranular também indicam para a mistura de de outra fonte, provavelmente de origem mantélica como sugerido anteriormente por Geraldès *et al.* (2004).

## 7 Referências

- Anderson, J.L. & Morrison, J. 2005. Ilmenite, magnetite, and peraluminous mesoproterozoic anorogenic granites of Laurentia as Baltica. *Lithos*, 80: 45-60.
- Anderson, J.L. & Bender, E.E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, 23: 19-52.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2):1-29.
- Batchelor, R.A. & Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoids series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.
- Bettencourt, J.S.; Tosdal, R.M.; Leite Jr, W.B. & Payolla, B.L. 1995. The Rapakivi Granites of Rondônia Tin Province and Associated Mineralization. In: SYMPOSIUM RPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 6, Belém, 1995. *Excursion Guide*, Belém, UFPA, p. 5-16.
- Bettencourt, J.S.; Tosdal, R.M.; Leite Jr, W.B. & Payolla, B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, 95: 41-67.
- Bonin, B. 2007. A-type Granites and related Rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97: 1-29.
- Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: HENDERSON, P., (ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, New York, p. 63-114.
- Chappell, B.W. 1996. Magma Mixing and the Production of



**Petrografia e Litogeoquímica dos Maciços Massangana, São Carlos e  
Caritianas Pertencentes aos Granitos mais Jovens da Província Estanífera de Rondônia**

*Beatriz Pereira Debowski; Anderson Costa dos Santos; Werlem Holanda dos Santos & Mauro César Galdes*

- Compositional Variation within Granite Suites: Evidence from the Granites of Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 37(3):449-470.
- Cordani, U.G.; Tassinari, C.C.G.; Teixeira, W.; Basei, M.A.S.; Kawashita, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2, Arica, 1979. *Actas*, Arica, p. 137-148.
- Cordani, U.G. & Brito Neves, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archaean and early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1-3):78-88.
- Dall'agnol, R. & Oliveira, D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brasil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93: 215-233.
- Dall'agnol, R.; Teixeira, N.P.; Ramo, O.T.; Moura, C.A.V.; Macambira, M.J.B. & Oliveira, D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi, A-type granites of the Archaean Carajás Metallogenic Province, Brasil. *Lithos*, 80(1-4): 101-129.
- Dall'agnol, R.; Costi, H.T.; Leite, A.A.S.; Magalhães, M.S. & Teixeira, N.P. 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, 95: 9-39.
- Debowski, B.P. 2016. *Caracterização petrológica de Maciços pertencentes às Suites Intrusivas Rondônia e Serra da Providência com base em dados litogeoquímicos, petrográficos e isotópicos (U-Pb e Lu-Hf) em zircão. 2016. Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 181p.*
- De La Roche, H.; Leterrier, J.; Grandclaude, P. & Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses--Its relationships with current nomenclature: *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- Eby, G.N. 1992. Chemical subdivision of A-type granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. *Geology*, 20: 641-644.
- Frost, C.D. & Frost, B.R. 1997. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiitic connection. *Geology*, 25: 647-650.
- Frost, B.R.; Arculus, R.J.; Barnes, C.G.; Collins, W.J.; Ellis, D.J.; Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42: 2033-2048.
- Frost, C.D. & Frost, B.R. 2010. On Ferroan (A-type) Granitoids: Their compositional variability and models of origin. *Journal of Petrology*, 52: 39-53.
- Galdes, M.C.; Teixeira, W. & Heilbron, M. 2004. Lithospheric versus asthenospheric source of the SW Amazonian craton A-Types granites: the role of the Paleo and Mesoproterozoic accretionary belts for their coeval continental suites. *Episodes*, 2(3): 1-5.
- Haapala, I. 1997. Magmatic and Postmagmatic Processes in Tin Mineralized Granites: Topaz-bearing Leucogranite in the Eurajoki Rapakivi Granite Stock, Finland. In: JOURNAL OF PETROLOGY, vol. 38: 1645-1659.
- Hasui, Y.; Haralyi, N.L.E. & Costa, J. B.S. 1993. Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, 12(1): 7-31.
- Kloosterman, J.B. 1967. A tin province of the Nigerian type in southern Amazônia. In: FOX, W. (Ed.). *Technical conference on tin*, 2, London, International Tin Council, p. 383-398.
- Larin, A.M. 2009. Rapakivi granites in the geological history of the earth. Part 1, magmatic associations with rapakivi granites: Age, geochemistry, and tectonic setting. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 17(3): 235-258.
- Middlemost, E.A.K. 1985. *Magma and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology*. London, New York: Longman, 266p.
- O'connor, J.T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. US Geological Survey, B525: B79-B84.
- Pearce, P.O.; Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Quadros, M.L.E. S. & Rizzoto, G.J. 2007. *Geologia e Recursos minerais do Estado de Rondônia: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo do mapa geológico e de Recursos Minerais do Estado de Rondônia*. Escala gráfica 1:1.000.000. Porto Velho, CPRM. 153 p.
- Ramo, O. T. & Haapala, I. 1995. One hundred years of rapakivi granite. *Mineralogy and Petrology*, 52: 129-185.
- Romani, S.J. 1982. *Geologia e Geoquímica do Complexo Granitóide de Massangana e sua relação com as mineralizações de estanho*. Programa de pós-graduação em Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 85p.
- Santos, J.O.S.; Hartman, L.A.; Gaudette, H.E.; Groves, D.I.; Mcnaughton, N.J. & Flecher, I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, 3(4): 453-488.
- Santos, J.O.S.; Rizzotto, G.J.; Potter, P.E.; Mcnaughton, N.J.; Matos, R.S.; Hartmann, L.A.; Chemale, Jr.F. & Quadros, M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in west Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165: 120-152.
- Sousa, V.S.; Pontes, R.M. & Moura, M.A. 2003. Inclusões fluidas em topázio do Complexo Granítico Estanífero de Massangana (RO). *Revista Escola de Minas*, 56(4): 231-236.
- Tassinari, C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-docência, 139p.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22: 174-182.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: NETO-MANTESSO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B.B. (eds.). *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, p. 471-486.
- Tassinari, C.C.G.; Bettencourt, J.S.; Galdes, M.C.; Macambira, M.J.B. & Lafon, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A. (eds.). *Tectonic evolution of South America*. 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, p. 41-95.
- Teixeira, W.; Tassinari, C.C.G.; Cordani, U.G. & Kawashita, K. 1989. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42: 213-227.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary province Scottish. *Journal of Geology*, 18: 49-107.
- Whalen, J.B.; Curfffi, K.L. & Chappel, B.W. 1987. A-Type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.